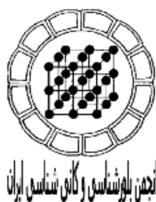
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۴۵ تا ۵۸



سنگ‌شناسی و شیمی‌سنگ کل آمفیبولیت‌های مجموعه برافزایشی مکران، جنوب شرق ایران

مریم سوری[۱]، احمد احمدی خلجی*[۱]، محمد ابراهیمی[۲]، رسول اسمعیلی[۲]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۲/۴، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۵/۲۴)

چکیده: آمفیبولیت‌های مکران در موقعیت‌های مختلف کمربند افیولیتی مکران شمالی رخنمون دارند. براساس بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی، سنگ‌های این منطقه شامل آمفیبولیت معمولی (جهت یافته و توده‌ای)، گارنت-پیروکسن آمفیبولیت، اپیدوت-گارنت آمفیبولیت و مرمر هستند. کانی‌های آمفیبولیت‌های معمولی (جهت‌یافته و توده‌ای) شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، آپاتیت، زیرکن، کوارتز و اسفن هستند. افزون بر این کانی‌ها، در گارنت-پیروکسن آمفیبولیت‌ها، گارنت و پیروکسن و در اپیدوت-گارنت آمفیبولیت‌ها، اپیدوت، گارنت و پیروکسن نیز دیده می‌شود. مرمرها نیز دارای کلسیت با رخ مشخص، کوارتز و آمفیبول هستند. زمین شیمی آمفیبولیت‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای خاستگاه آذرین با سنگ مادر بازالتی هستند که از یک گوشته غنی شده شکل گرفته‌اند. همچنین نمونه‌های مورد بررسی در گستره سری تولئیتی تا انتقالی قرار دارند و براساس نمودارهای تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت و بازالت پشته‌های میان اقیانوسی نوع مورب عادی (N-MORB) دارای الگوهای به نسبت شبیه بوده و از نظر ویژگی‌های زمین شیمیایی، مشابه بازالت‌های مورب و درون صفحه اقیانوسی هستند.

واژه‌های کلیدی: *سنگ شناسی؛ شیمی سنگ کل؛ آمفیبولیت؛ گوشته‌ی غنی شده؛ مکران.*

مقدمه

بر اساس نامگذاری سنگ‌های دگرگونی توسط انجمن جهانی علوم زمین‌شناسی IUGS [۱]، آمفیبولیت یک سنگ دگرگونی و بیشتر در بردارنده پلاژیوکلاز و هورنبلند است و می‌تواند دارای مقادیر فرعی از کانی‌های دیگر همچون گارنت و پیروکسن باشد. از نظر پژوهشگران نیز، آمفیبولیت یک سنگ دگرگونی است که بیشتر حجم آن را پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل می‌دهد؛ البته، در مورد اینکه مقدار این دو کانی و یا کانی‌های دیگر باید در ترکیب یک آمفیبولیت تا چه اندازه باشد نظرها متفاوت است. یکی از تقسیم‌بندی‌ها برپایه وجود کانی کوارتز است [۲] که بر این اساس، آمفیبولیت به عنوان سنگی شامل پلاژیوکلاز و آمفیبول توصیف شده که کوارتز در آن به صورت فرعی دیده می‌شود. بر اساس این تقسیم‌بندی، آنها آمفیبولیت‌های با کمتر از ۵٪ کوارتز آمفیبولیت کوارتزدار، انواع با ۵ تا ۲۰٪ کوارتز آمفیبولیت و انواع با بیش از ۲۰٪ هورنبلند گنیس نامیده می‌شوند. براساس تقسیم‌بندی دیگری، آمفیبولیت باید دربردارنده ۷۰ ٪ هورنبلند باشد و سنگ‌های دارای مقدار هورنبلند بیشتر هورنبلندیت نامیده می‌شوند [۳]. همچنین آمفیبولیت‌ها را می‌توان براساس سنگ مادر به دو گروه پاراآمفیبولیت و ارتوآمفیبولیت تقسیم کرد. سنگ مادر پاراآمفیبولیت‌ها رسوبی و سنگ مادر ارتوآمفیبولیت‌ها آذرین مافیک و به طور دقیق بیشتر بازالت‌ها و کمتر گابروها هستند [۴]. بررسی آمفیبولیت‌ها به ویژه ارتوآمفیبولیت‌ها از دیرباز مورد توجه پژوهشگران بوده است. بررسی زمین‌شیمی عناصر اصلی و کمیاب موجود در ترکیب سنگ کل آمفیبولیت‌ها می‌تواند اطلاعات زیادی را برای بازسازی محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ اولیه و دگرگونی‌های ماگمایی به دست دهد. البته با توجه به اثر پدیده دگرگونی بر غلظت عناصر مختلف،

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۹، پست الکترونیکی: ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.4.5]

[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.45]

زمین‌شیمی سنگ کل باید با دقت بیشتری بررسی شود. بررسی‌های مختلف نشان می‌دهد که از میان عناصر اصلی، عناصر K, Ca و Na طی دگرگونی در شرایط رخساره‌ی شیست سبز و آمفیبولیت آمادگی تحرک را دارند، در حالی که عناصر Al, Mn,Ti و P تقریبا به صورت غیر متحرک باقی می‌مانند [۵]. همچنین عناصر Si, Mg و Fe بیشتر در سامانه‌ی گرمابی با نسبت بالای سنگ/سیال تحرک دارند [۶]. از میان عناصر فرعی و کمیاب، عناصر سنگ دوست یون بزرگ (LILEها شامل Ba, Rb و Sr) طی دگرگونی متحرک بوده در صورتی که عناصر با شدت میدان بالا (HFSEها شامل Nb, Ti, Hf, Y, Ta, Zr, Th) و برخی از فلزهای واسط چون Cr و V تقریبا غیر متحرک هستند [۵]. به طور کلی، برای بررسی زمین شیمیایی سنگ‌های دگرگونی در رخساره‌ی شیست سبز و آمفیبولیت بهتر است از عناصر غیرمتحرک چون Ti و P، عناصر کمیاب Cr, Ta, Y, Zr, Nb و V و عناصر خاکی نادر (REE) استفاده نمود. البته، استفاده از سایر عناصر نیز در بررسی زمین شیمیایی آمفیبولیت‌ها معمول است.

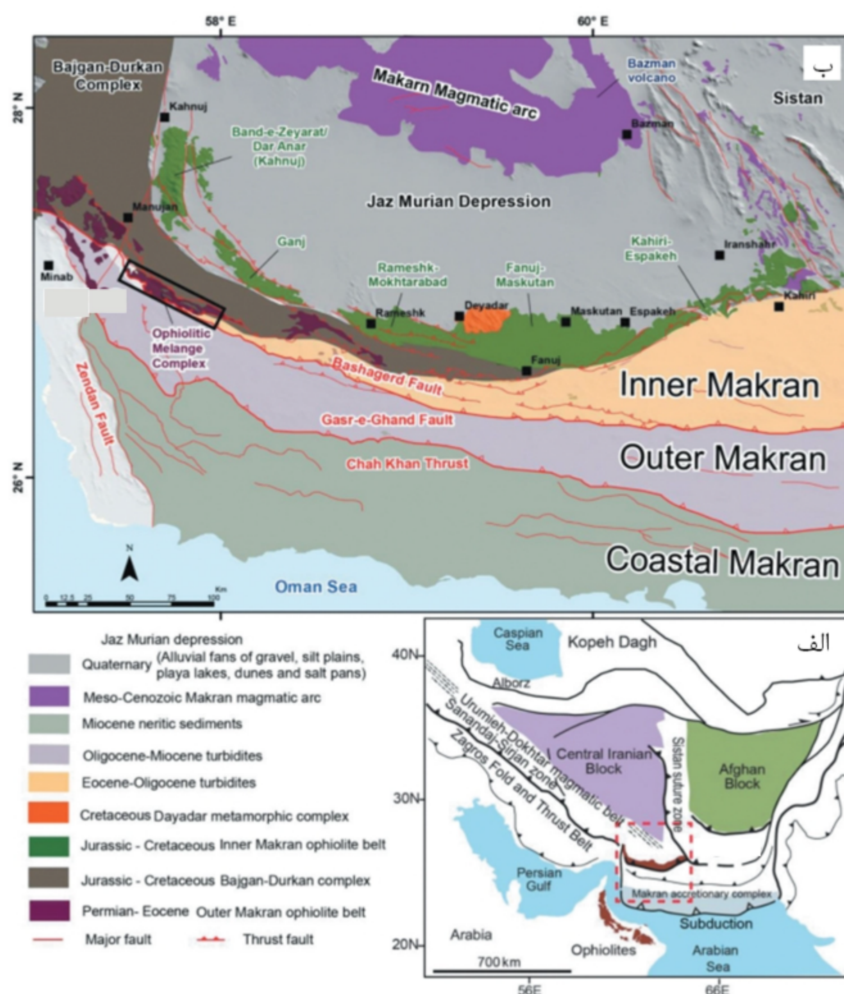
در سرتاسر پهنه مکران، گسل‌ها و روراندگی‌هایی با روند شرقی- غربی وجود دارند که گسل بشاگرد از مهم‌ترین آنهاست. در شمال گسل بشاگرد، مجموعه‌های افیولیتی مختلف از جمله گنج، رمشک- مختارآباد، بند زیارت، تیدار، باجگان- دورکان و مسکوتان، برخی با توالی کاملی از افیولیت‌های کمتر دگرگون شده برونزد دارند [۷]. آمفیبولیت‌ها رخنمونی با حدود ۴ کیلومتر طول و ۱ کیلومتر عرض دارند. پیرامون این آمفیبولیت‌ها، پژوهش‌های انجام شده و بیشتر بررسی‌های انجام گرفته در این منطقه بر افیولیت‌های مکران بوده است. تنها پژوهش انجام شده بر آمفیبولیت‌های منطقه سن سنجی توده-های آمفیبولیت با روش U-Pb زیرکن‌ها بوده است [۸]. از این رو، در این پژوهش، آمفیبولیت‌های رخنمون یافته در مجموعه آمیزه‌های افیولیتی گوه برافزایشی مکران بررسی شده‌اند که براساس نمونه‌برداری‌های صحرایی، روابط بافتی و کانی‌شناسی و شیمی‌سنگ کل، شرایط تشکیل و محیط زمین‌ساختی سنگ مادر این سنگ‌ها شناسایی گردید.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد بررسی از نظر موقعیت جغرافیایی در مکران شمالی و از نظر تقسیم‌های ساختاری در پهنه مکران قرار دارد [۸] (شکل ۱). سامانه فرورانشی/ برافزایشی مکران در ایران از شمال به جنوب ۱) کمان آتشفشانی بزمان- تفتان و گودال پیش کمان جازموریان، ۲) گوه راندگی رخنمون یافته در خشکی و ۳) بخش دریایی که گوه فزآینده فعال امروزی است را شامل می‌شود. بخش خشکی مکران ایران به چهار قسمت اصلی تقسیم می‌شود که از شمال به جنوب شامل مکران شمالی، مکران درونی، مکران بیرونی و مکران ساحلی است [۹] (شکل ۱). سه پهنه اصلی در مکران شمالی وجود دارد [۱۰] که از جنوب به شمال شامل ۱) مجموعه برافزایشی برآمده از فرورانش سنگ کره اقیانوسی هند به زیر قطعه لوت، ۲) فروافتادگی جازموریان که به عنوان یک حوضه‌ی پشت قوس مزوزوئیک و پرشده با رسوب‌ها، در نظر گرفته شده است [۱۱] و ۳) سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی کرتاسه‌ی پسین- سنوزوئیک با ترکیب آندزیتی تا ریولیتی که بیانگر فعالیت ماگمایی در ارتباط با سامانه فرورانشی مکران است. این مجموعه پیوسته را می‌توان به دو بخش اصلی شامل قطعه‌های رسوبی و آمیزه افیولیتی، تقسیم نمود. قطعه‌های رسوبی این پهنه نیز دارای آهک‌ها و توربیدایت‌های فلیشی تریاس تا پلیوسن [۸، ۱۲]، تبخیری‌ها، سنگ آهک ریفی، گلسنگ ژیپسی، ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای دلتایی هستند. توالی رسوبی از مکران درونی بیشترین پوشش در مجموعه برافزایشی مکران را شکل داده و بیانگر رشد جنوبی این مجموعه طی سنوزوییک است. آمیزه‌های افیولیتی در مجموعه برافزایشی مکران فراوان هستند که به وسیله‌ی مجموعه باجگان-دورکان تقسیم می‌شوند. این آمیزه‌های افیولیتی شامل آمیزه‌های افیولیتی مکران جنوبی ژوراسیک- پالئوسن پیشین و آمیزه‌های افیولیتی مکران شمالی پرمین- کرتاسه از جمله توده‌ی کهنوج هستند [۱۰، ۱۳]. منطقه مورد نظر در پهنه مکران (مکران شمالی) واقع است. این منطقه به طور گسترده‌ای در نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ فنوج و میناب قرار دارد. از این رو، مکران شمالی را می‌توان به چهار واحد توزیع شده ناهموار تقسیم نمود که همه با رخنمون‌های پراکنده توربیدایت‌های آواری دوره ائوسن- الیگوسن پیشرونده پوشیده شده‌اند که نشان می‌دهد که این منطقه از اوایل سنوزوئیک فرونشست مداوم داشته است. این چهار واحد اصلی از شمال به جنوب به شرح زیر هستند؛ ۱) نخستین واحد یک مجموعه افیولیتی و کامل (فنوج- مسکوتان) از سنگ‌های مافیک و فرامافیک مربوط به پوسته بالایی و

بازالت‌های بالشی N-MORB است که با سنگ آهک‌های دریایی عمیق کرتاسه، رادیولاریت و توربیدایت‌های آواری پوشیده می‌شوند [۱۴]. این توالی افیولیتی فرسایش یافته و ناپیوسته با رسوب‌ها و گدازه‌های آبی- کم عمق کرتاسه‌ی پیشین- پالئوسن پوشیده می‌شود. ویژگی‌های زمین شیمیایی آنها بیانگر یک محیط فرافورانشی است [۱۵]. ۲) یک توالی افیولیتی دیگر مجموعه افیولیتی رمشک- مختارآباد بوده که در آن، پوسته نفوذی غالب تروکتولیت و پوسته آتشفشانی بیشتر دیاباز می‌باشد. این توالی به دلیل فرسایش پیش از رسوبگذاری ناپیوسته‌ی رسوب‌های لجه‌ای کرتاسه‌ی پیشین- پایانی، نازک‌تر از افیولیت‌های کامل در شمال است [۱۶]. ۳) واحد بعدی مجموعه باجگان- دورکان با انواع گرانیتوئیدها و کربنات‌های کم عمق-آبی پرمین و ژوراسیک است [۱۷]. ۴- پهنه آخر شامل قطعه‌های زمین‌ساختی سنگ‌های مختلف از جمله سنگ‌های افیولیتی از یک حوضه‌ی اقیانوسی جنوبی و کمان آتشفشانی کرتاسه است. محور گسل رانشی بشاگرد این ناحیه همپوشی مایل به جنوب را تکمیل و مرز ساختاری پایین مکران شمالی را رسم می‌کند [۱۸].

بیشتر قطعه‌های پوسته اقیانوسی وابسته به نئوتتیس رخنمون یافته در مکران شامل گدازه‌های بالشتی کرتاسه پیشین، توف‌های آندزیتی کرتاسه پسین، آندزیت‌ها، شیشه آواری‌ها، ریوداسیت‌ها، توف‌ها، بلوشیست‌ها، آمفیبولیت‌ها، سرپنتینیت‌ها، رادیولاریت‌های کرتاسه‌ی پیشین- پسین، سنگ آهک‌های لجه‌ای تا ریفی و ماسه سنگ‌های توربیدایتی به طور گسترده رخنمون دارند. آمفیبولیت‌ها به صورت عدسی‌هایی به طور ناپیوسته در مرزهای روراندگی با دیگر بخش‌های افیولیتی رخنمون دارند [۸، ۱۲] که در اینجا بررسی می‌شوند.



شکل ۱ الف) نقشه‌ی زمین‌ساختی ایران با تاکید بر واحدهای زمین‌ساختی ماگمایی، ب) موقعیت کلی و ساده شده‌ای از واحدهای ساختاری سنگ زمین‌ساختی منشور برافزایشی مکران [۸].

روش پژوهش

در این پژوهش، پس از بررسی‌های کتابخانه‌ای، بررسی‌های صحرایی برای شناسایی واحدهای سنگی و نمونه‌برداری از مجموعه آمفیبولیتی رخنمون یافته پیرامون منطقه مورد نظر انجام شد. سپس با تهیه مقاطع نازک و بررسی آنها، تعداد ۱۴ نمونه سالم و با کمترین هوازدگی برای تعیین شیمی سنگ کل به شرکت زرآزمای تهران ارسال گردید. عناصر اصلی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF) و عناصر فرعی و کمیاب به روش طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) تعیین شدند. حد آشکارسازی عناصر اصلی ۰٫۰۵ درصد و عناصر کمیاب ۰٫۰۱ تا ۱ قسمت در میلیون است (جدول ۱).

جدول۱ نتایج تجزیه شیمی سنگ کل آمفیبولیت های مورد بررسی. اکسیدهای عناصر اصلی برحسب درصد وزنی و عناصر فرعی و کمیاب بر حسب ppm هستند.

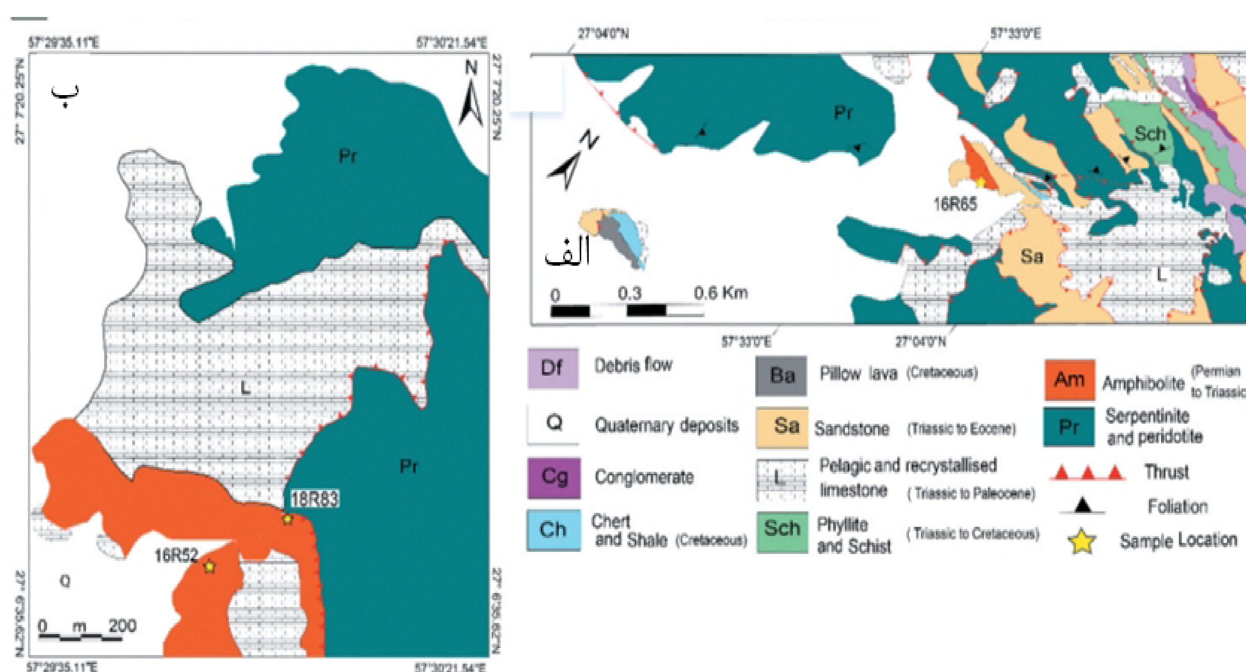
نمونه	R3	R5	R6	R8	R14	R15	R17-B	R18	R20	R28	R33	R38	R43	R45
SiO_2	۴۵٫۲۲	۴۵٫۸۸	۴۶٫۵	۴۷٫۷۱	۵۰٫۹۲	۵۰٫۰۸	۴۹٫۰۶	۴۷٫۷۹	۴۸٫۹۶	۴۵٫۱	۴۸٫۱۷	۴۵٫۹۶	۴۵٫۱۸	۴۹٫۱۵
TiO_2	۲٫۵۱	۱٫۹۶	۱٫۸۳	۲٫۰۳	۰٫۶۹	۱٫۵۷	۱٫۴۶	۱٫۶۵	۱٫۵۴	۴٫۸۹	۱٫۸۸	۲٫۲۰	۰٫۹۲	۱٫۶۵
Al_2O_3	۱۵٫۳۷	۱۲٫۹۶	۱۳٫۴۹	۱۴٫۲۳	۱۶٫۶۵	۱۶٫۱۴	۱۶٫۶۶	۱۵٫۴۶	۱۳٫۱۷	۱۴٫۶۶	۱۵٫۸	۱۵٫۷۹	۱۴٫۴۳	۱۶٫۲۸
Fe_2O_3*	۱۵٫۷۴	۱۰٫۱۳	۹٫۵۲	۱۳٫۴۲	۷٫۴۵	۵٫۹۹	۹٫۹۲	۹٫۰۸	۹٫۵۴	۱۶٫۴۵	۱۱٫۰۷	۱۲٫۰۶	۸٫۵۷	۹٫۴۱
MgO	۷٫۲۲	۳٫۱۳	۲٫۳۹	۹٫۱۴	۷٫۵۳	۹٫۳۳	۳٫۰۱	۲٫۳۱	۳٫۶۲	۵٫۷۶	۸٫۷۴	۸٫۸۶	۸٫۲۱	۳٫۹۸
MnO	۰٫۲۲	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۲۲	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۶
CaO	۶٫۵۹	۲۰٫۴۲	۱۹٫۵۴	۷٫۵۶	۸٫۰۹	۸٫۳۴	۱۴٫۱۶	۱۶٫۴۲	۱۶٫۶۲	۷٫۲۳	۷٫۸۱	۹٫۴۴	۱۸٫۷۲	۹٫۰۲
Na_2O	۳٫۰۷	۲٫۹۵	۳٫۲۸	۳٫۱۰	۴٫۸۷	۱٫۳۶	۱٫۹۵	۳٫۹۷	۳٫۹۶	۳٫۳۷	۳٫۴۷	۲٫۲۹	۱٫۰۷	۴٫۴۲
K_2O	۱٫۴۳	۰٫۲۱	۰٫۱۲	۱٫۲۰	۱٫۲۳	۰٫۵۲	۰٫۵۶	۰٫۹۶	۰٫۵۳	۰٫۶۶	۰٫۶۹	۰٫۹۶	۰٫۷۵	۱٫۴۲
P_2O_5	۰٫۲۸	۰٫۳۵	۰٫۴۱	۰٫۲۰	۰٫۱۹	۰٫۲۵	۰٫۱۹	۰٫۲۸	۰٫۱۹	۰٫۳۲	۰٫۱۶	۰٫۲۶	۰٫۱۴	۰٫۳۷
LOI	۲٫۱۳	۱٫۸۲	۱٫۷۸	۱٫۱۵	۱٫۱۳	۴٫۷۷	۲٫۷۸	۱٫۷۵	۱٫۵۸	۱٫۱۴	۱٫۹۰	۱٫۸۳	۱٫۱۷	۳٫۹۰
Total	۹۹٫۷۸	۹۹٫۹۸	۹۹٫۰۱	۹۹٫۹۲	۹۸٫۸۸	۹۸٫۴۷	۹۹٫۹۴	۹۹٫۸۶	۹۹٫۸۸	۹۹٫۸	۹۹٫۸۶	۹۹٫۸۱	۹۹٫۳۳	۹۹٫۷۶
Ba (ppm)	۲۳۲	۱۱۷	۵۳	۲۲۲	۱۴۳	۳۴۸	۱۴	۱۸۲	۹۰	۱۵۶	۵۶	۱۱۸	۱۹۹۲	۶۵۹
Be	۰٫۵	۱٫۴	۱٫۴	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۱	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۲	۲
Cd	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱
Ce	۳۱	۹۱	۹۳	۲۴	۱۳	۲	۲۸	۳۲	۲۸	۲۸	۲۴	۳۱	۷	۱۲۹
Co	۴۳٫۵	۲۲	۱۸٫۴	۴۵٫۹	۲۲٫۷	۳۰٫۳	۳۰٫۳	۲۸	۳۱٫۸	۴۶٫۲	۳۹٫۹	۳۸	۳۰	۱۵٫۱
Cr	۲۴۲	۸۶	۵۷	۳۴۹	۵۴	۳۲۶	۱۶۸	۲۳۴	۲۰۱	۱۸	۲۵۸	۳۴۰	۲۲۶	۴۷
Cs	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴
Cu	۷۳	۳۴	۱۹	۷۵	۳۴	۴۲	۱۱	۱۴	۱۶	۴۹	۹	۹۲	۱۲	۸۹
Dy	۶٫۸۷	۶٫۷۱	۶٫۵۶	۵٫۰۸	۳٫۱۴	۱٫۱۳	۴٫۵۱	۴٫۷۳	۴٫۳۶	۴٫۲۷	۴٫۹۱	۵٫۵۹	۴٫۲۲	۱۰٫۰۶
Er	۳٫۳۷	۳٫۲۳	۳٫۳۹	۲٫۴۳	۱٫۸۶	۰٫۷	۲٫۳۹	۲٫۴۵	۲٫۲۵	۲٫۱۹	۲٫۴۸	۲٫۷۶	۲٫۴۶	۵٫۲۳
Eu	۲٫۲۲	۲٫۲۲	۲٫۳۲	۱٫۸۱	۰٫۹۴	۰٫۶۲	۱٫۳۶	۱٫۵۸	۱٫۴۵	۱٫۵۷	۱٫۴۳	۱٫۹۷	۲٫۱۸	۳٫۴۳
Gd	۵٫۲۴	۶٫۶۲	۶٫۲	۴٫۲۳	۲٫۳۵	۰٫۹۳	۳٫۹	۴	۳٫۸۸	۳٫۹۳	۳٫۸۶	۴٫۵۸	۲٫۵	۹٫۸۹
Hf	۲٫۰۴	۴٫۲	۴٫۳۷	۲٫۲۷	۱٫۸۱	۱٫۴۲	۲٫۴۷	۲٫۸۵	۲٫۸۶	۱٫۷۳	۱٫۸۹	۲٫۰۲	۱٫۹۸	۳٫۲۸
In	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳
La	۱۶	۴۶	۴۷	۱۳	۸	۳	۱۴	۱۵	۱۴	۱۶	۱۳	۱۶	۴	۷۰
Li	۱۷	۳	۲	۳	۱	۳	۰٫۹	۱	۳	۱	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۹	۶
Lu	۰٫۴۱	۰٫۳۹	۰٫۴۸	۰٫۲۶	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۳۳	۰٫۳	۰٫۳۳	۰٫۲۸	۰٫۳۳	۰٫۳۵	۰٫۳۵	۰٫۷۳
Mo	۵	۲	۳	۰٫۰۹	۲	۲	۲	۳	۱	۰٫۰۹	۱	۲	۱	۲
Nb	۱۷٫۴	۱۱٫۹	۴۸٫۸	۵٫۵	۸٫۵	۴٫۳	۱۵٫۲	۱۴٫۵	۹٫۱	۱٫۹	۱۶٫۸	۱۸٫۲	۵	۷۵٫۸
Nd	۲۱٫۸	۴۰٫۳	۴۰٫۳	۱۶٫۲	۷٫۸	۱٫۴	۱۶٫۵	۱۹٫۲	۱۷٫۵	۱۸٫۵	۱۷٫۲	۲۰٫۳	۶٫۶	۶۴٫۴
Ni	۱۱۲	۵۱	۴۸	۱۹۳	۴۳	۱۹۷	۸۵	۱۱۷	۸۴	۲۳	۱۱۲	۱۵۰	۱۰۹	۳۹
Pb	۰٫۸۷	۰٫۹	۰٫۸۳	۰٫۹۳	۰٫۹۴	۰٫۹۴	۰٫۹۴	۰٫۹۴	۲	۰٫۹۶	۰٫۹۶	۰٫۹۵	۰٫۹۱	۰٫۹
Pr	۵٫۱۳	۱۱٫۲۹	۱۱٫۱۶	۴٫۰۱	۲٫۱۹	۰٫۶۹	۴٫۲۵	۴٫۸۲	۴٫۴۲	۴٫۷۱	۴٫۲۳	۵٫۰۴	۱٫۵۲	۱۸٫۲
Rb	۱۶	۳	۱	۱۱	۱۳	۳۵	۰٫۹۶	۱۱	۶	۹	۵	۱۳	۰٫۹۶	۱۶
Sc	۳۲٫۸	۱۳	۱۱٫۲	۲۸٫۶	۲۰٫۷	۲۶٫۵	۲۹٫۳	۲۷٫۷	۲۷	۳۳٫۷	۳۰٫۷	۳۳٫۷	۲۶	۸٫۹
Sm	۴٫۹۸	۷٫۱۶	۶٫۶۹	۳٫۷۳	۱٫۳	۰٫۳	۳٫۴۵	۳٫۸۲	۳٫۲۴	۳٫۴۸	۳٫۸۱	۴٫۴۲	۳٫۳۷	۱۱٫۴۳
Sn	۲٫۱	۱٫۵	۲٫۱	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۳	۱	۱٫۱	۰٫۸	۰٫۰۹	۱	۱٫۲	۰٫۸	۳
Sr	۵۵۲	۳۲۹	۲۳۶	۳۴۷	۳۴۴	۴۷۲	۵۷۱	۴۲۷	۳۲۴	۴۰۹	۴۳۶	۴۰۱	۱۳۱	۶۶۴
Ta	۱٫۱۲	۰٫۶	۲٫۷۸	۰٫۳۸	۰٫۵۶	۰٫۳۷	۱٫۱۲	۱٫۱۱	۰٫۶۵	۰٫۲۷	۱٫۳۱	۱٫۱۷	۰٫۵۳	۴٫۴۱
Tb	۰٫۹۱	۰٫۹۶	۰٫۹۴	۰٫۷۳	۰٫۴۲	۰٫۱۸	۰٫۶۴	۰٫۶۶	۰٫۶۳	۰٫۶۳	۰٫۶۹	۰٫۷۸	۰٫۵۱	۱٫۴۱
Te	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۳۷	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۳۲	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۲۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۳۹
Th	۲٫۰۲	۶٫۲۸	۶٫۱۶	۱٫۶۴	۰٫۸۶	۰٫۲۹	۱٫۳۸	۱٫۴۸	۱٫۳۷	۱٫۸۱	۱٫۷۷	۲٫۰۶	۰٫۳۹	۱۰٫۷۱
Tm	۰٫۴۲	۰٫۴۳	۰٫۴۲	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۰۹	۰٫۳۳	۰٫۳۱	۰٫۳	۰٫۳۱	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۷
U	۰٫۲	۱٫۴	۱٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۱	۱٫۴
V	۲۷۰	۱۴۰	۱۷۲	۱۹۶	۱۵۴	۱۳۷	۲۷۲	۲۶۹	۲۵۲	۲۵۱	۲۴۳	۲۵۱	۱۸۸	۷۵
W	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷
Y	۲۶٫۴	۲۶٫۷	۲۶٫۲	۱۹٫۶	۱۳٫۸	۳٫۹	۱۸٫۱	۱۷٫۱	۱۷٫۹	۱۶٫۸	۱۹٫۱	۲۰٫۶	۱۶٫۴	۳۷٫۸
Yb	۳٫۳	۲٫۹	۲٫۹	۲٫۵	۱٫۹	۰٫۸	۲٫۶	۲٫۴	۲٫۴	۲٫۶	۲٫۶	۲٫۷	۲٫۳	۳٫۷
Zn	۱۰۶	۱۲۰	۶۲	۱۰۰	۷۹	۳۵	۵۰	۴۸	۶۵	۸۴	۸۲	۷۷	۳۸	۹۷
Zr	۱۷	۱۱۹	۱۳۲	۲۳	۱۳	۶	۵۱	۶۷	۵۸	۱۱	۱۶	۱۸	۱۹	۶۰

ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری

آمفیبولیت‌های مورد بررسی به سن پرمین- تریاس [۸] در دورترین بخش جنوب آمیزه‌های افیولیتی مکران شمالی رخنمون یافته اند. این آمفیبولیت‌ها از شمال بر سرپنتینیت‌ها و سایر قطعه‌های آمیزه‌های افیولیتی رانده شده‌اند و از جنوب با رسوب‌های کواترنری هم مرز هستند (شکل ۲). رخنمون آمفیبولیت‌های مورد بررسی حدود بیش از چهار کیلومتر طول و یک کیلومتر عرض دارد. این سنگ‌ها دانه‌متوسط تا دانه-درشت با بافت دانه شکفتی و گاه جهت یافته هستند. در برخی مکان‌ها سنگ‌های آهکی دگرگونه (مرمر با ضخامت کمتر از ۱ متر) به صورت بین لایه‌ای با آمفیبولیت‌ها رخنمون دارند (شکل‌های ۲ و ۳). براساس کانی‌های شاخص دگرگونی، مجموعه سنگ‌های موجود شامل انواع آمفیبولیت‌های معمولی (جهت یافته و توده‌ای)، گارنت- پیروکسن آمفیبولیت، اپیدوت-گارنت آمفیبولیت و مرمر هستند (شکل ۴).

آمفیبولیت‌های جهت یافته: این سنگ‌ها به رنگ سبز تیره تا تیره و دارای برگوارگی با تناوبی از لایه‌های غنی از پلاژیوکلاز و لایه-های غنی از آمفیبول هستند. کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، زیرکن، آپاتیت، کوارتز و اسفن هستند. جهت‌یافتگی ترجیحی در این سنگ‌ها به خوبی قابل مشاهده است (شکل ۴ الف). در این سنگ‌ها، آمفیبول و پلاژیوکلاز بیشترین حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. بافت میکروسکوپی متداول در این سنگ‌ها نخ دانه شکفتی است. آمفیبول‌ها نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل (۶۰ تا ۷۰ درصد) و با چندرنگی سبز زیتونی تا سبز روشن به صورت کشیده در راستای شیستوارگی دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها (۳۰ تا ۴۰ درصد) به صورت نیمه شکل‌دار هستند و بیشتر به کانی‌های رسی و کلسیت دگرسان شده‌اند. کوارتز به صورت بی شکل به مقدار بسیار کم (کمتر از ۵ درصد) نیز دیده می‌شود.

آمفیبولیت‌های توده‌ای: این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سبز تیره تا کاملاً تیره با بافت دانه‌ریز تا دانه درشت دیده می‌شوند. کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، زیرکن، کوارتز، آپاتیت و اسفن هستند. جهت یافتگی ترجیحی در این سنگ‌ها دیده نمی‌شود. آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها (۶۰ درصد) اغلب درشت دانه هستند (شکل ۴ ب). بافت میکروسکوپی متداول در این سنگ‌ها دانه شکفتی است، اما بافت خال خال نیز در آنها دیده می‌شود. پلاژیوکلازهای نیمه شکل‌دار دگرسان شده به کانی‌های رسی و کلسیت ۳۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. کوارتز به مقدار کمتر از ۵ درصد به صورت بی شکل در این سنگ‌ها دیده می‌شود.



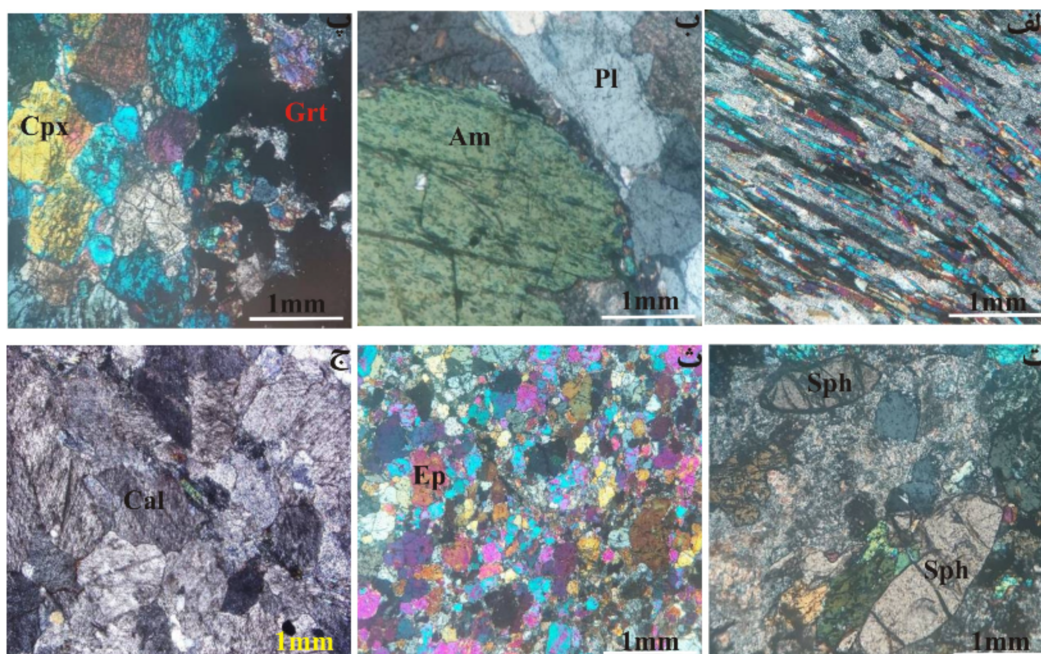
شکل ۲ الف و ب) نقشه‌های ساده شده‌ای از منطقه مورد بررسی که واحدهای سنگی در منطقه را نشان می‌دهد [۸].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.4.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.45]

[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.45]



شکل ۳ الف) رخنمون صحرایی آمفیبولیت‌ها با میان لایه‌هایی از مرمر، ب) نمای نزدیکی از آمفیبولیت‌های درشت دانه در منطقه مورد بررسی، پ) نمایی نزدیک‌تر از آمفیبولیت‌ها با میان لایه‌های مرمر، ت) رخنمون صحرایی از آمفیبولیت‌ها.



شکل ۴ مقاطع میکروسکوپی آمفیبولیت‌ها: _در نور قطبیده متقاطع، XPL) الف) آمفیبولیت‌های جهت یافته، ب) آمفیبولیت توده‌ای و دانه‌ای، پ) گارنت- پیروکسن آمفیبولیت، ت) کانی فرعی اسفن در گارنت- پیروکسن آمفیبولیت، ث) اپیدوت - گارنت آمفیبولیت، ج) سنگ‌های آهکی دگرگون شده (مرمر) Cpx: پیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Am: آمفیبول، Grt: گارنت ، Sph: اسفن Ep: اپیدوت و Cal: کلسیت [۱۹].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.4.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.45]

گارنت-پیروکسن آمفیبولیت: این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سبز روشن تا سبز تیره و دارای بافت دانه‌ریز تا دانه‌درشت هستند. اندازه کانی گارنت در برخی از این سنگ‌ها به چند میلیمتر می‌رسد. بافت اصلی سنگ دانه شکفتی و پورفیری دانه شکفتی است به طوری که در برخی نمونه‌ها، کانی گارنت به صورت شکفته بلور دیده می‌شود. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل گارنت، پیروکسن، آمفیبول، پلاژیوکلاز، زیرکن، کوارتز، آپاتیت و اسفن هستند (شکل ۴ پ). گارنت‌های موجود در این سنگ‌ها شکل هندسی چندان منظمی ندارند و بیش از ۲۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن (حدود ۱۰ درصد) بوده و به صورت بی شکل تا نیمه شکل‌دار هستند. آمفیبول‌ها به رنگ سبز ۳۵ درصد سنگ را شامل می‌شوند. پلاژیوکلازها به صورت نیمه شکل‌دار ۳۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. اسفن به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار (حدود ۵ درصد) در این سنگ‌ها یافت می‌شود (شکل ۴ ت).

اپیدوت-گارنت آمفیبولیت: این سنگ‌ها به دلیل مقدار بالای اپیدوت (۲۵ درصد) به رنگ سبز روشن دیده می‌شوند. کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها آمفیبول، پلاژیوکلاز، اپیدوت، گارنت، پیروکسن، کوارتز و به مقدار کمتر کانی‌های کدر هستند (شکل ۴ ث). آمفیبول‌ها به رنگ سبز و بی شکل ۱۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها (۳۰ درصد) به صورت نیمه شکل‌دار هستند و بیشتر به کانی‌های رسی و کلسیت دگرسان شده‌اند. اپیدوت به صورت ریزدانه تا متوسط دانه، بی شکل تا نیمه شکل‌دار با برجستگی بالا و رنگ سبز پسته‌ای دیده می‌شود. گارنت‌های موجود در این سنگ‌ها (۲۵ درصد) با اندازه‌های متغیر و بیشتر بدون شکل هندسی منظم هستند. پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن کمتر از ۵ درصد سنگ را شامل می‌شوند.

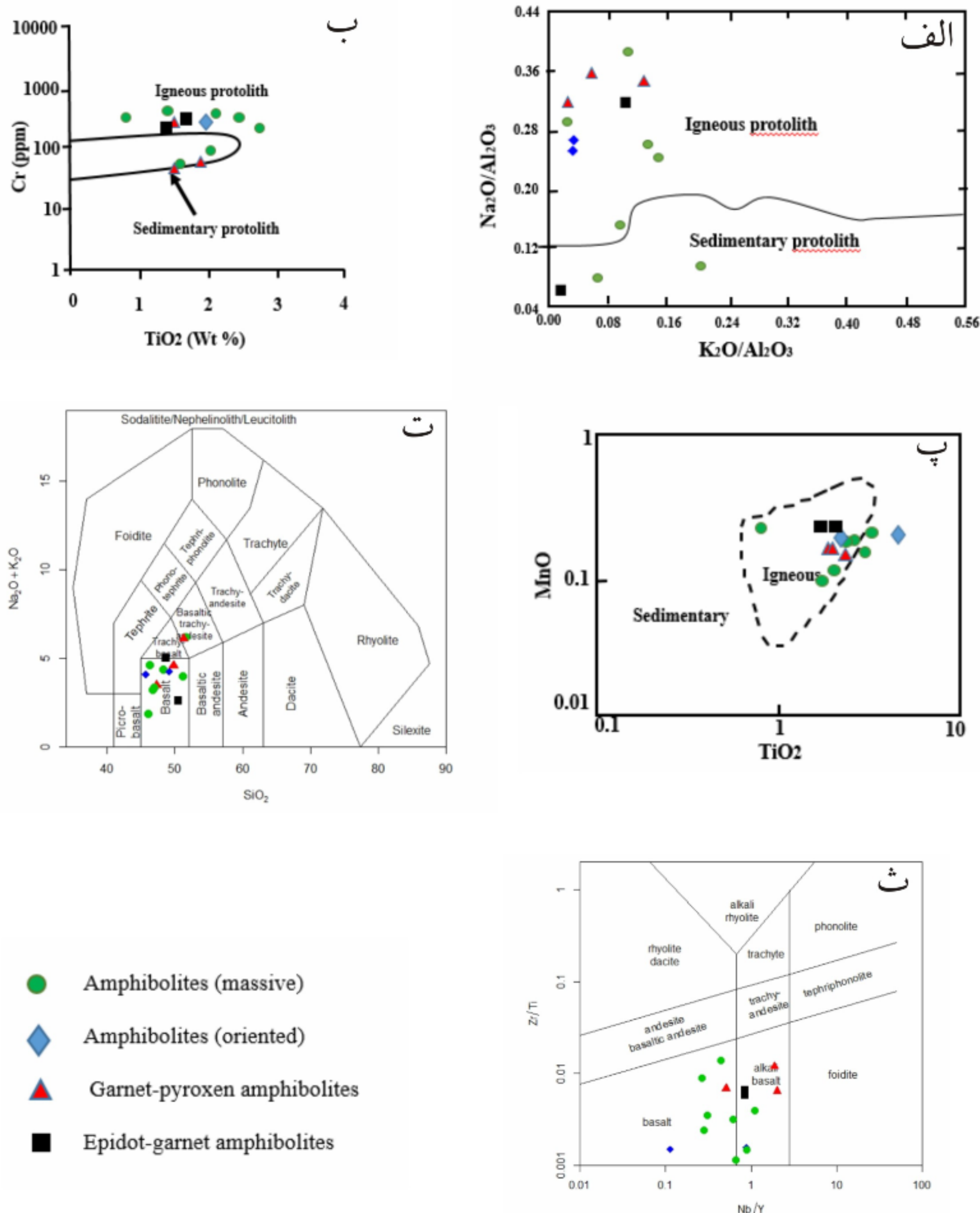
مرمر: این سنگ‌های آهکی دگرگون شده بیشتر دارای کلسیت (حدود ۹۰ درصد) با رخ مشخص، کوارتز (کمتر از ۵ درصد) و آمفیبول به رنگ سبز روشن (کمتر از ۵ درصد) هستند (شکل ۴ ج).

زمین شیمی

بر اساس داده‌های تجزیه شیمی‌سنگ کل (جدول ۱)، برای تعیین سنگ مادر آمفیبولیت‌های منطقه مورد بررسی از نمودارهای Na_2O/Al_2O_3 نسبت به K_2O/Al_2O_3 [۲۰]، Cr نسبت به TiO_2 [۲۱] و MnO نسبت به TiO_2 [۲۲]، استفاده شد. بر این اساس، آمفیبولیت‌های مورد بررسی، سنگ مادر آذرین دارند یا به عبارتی، ارتو آمفیبولیت هستند (شکل‌های ۵ الف، ب و پ). از جمله شواهد صحرایی می‌توان به حالت توده-ای، همراهی با مجموعه افیولیتی، همبری با پریدوتیت‌های سرپنتینی شده و نبود رخنمون‌های رسوبی در نزدیکی آنها اشاره نمود. از سوی دیگر، شواهد سنگ‌نگاری چون نبود بیوتیت و بلورهای درشت کانی‌های کربناتی (کلسیت و آراگونیت)، ولاستونیت، نسبت بالای فلدسپارها به کوارتز و وجود کلینوپیروکسن بیانگر ماهیت ماگمایی و بازیک سنگ اولیه آمفیبولیت‌هاست. بر پایه بررسی‌های انجام شده [۲۳]، ارتوآمفیبولیت‌ها دارای آمفیبول، آلبیت، اپیدوت (زوییزیت)، کلریت، کوارتز، اسفن، ایلمنیت و مگنتیت و پاراآمفیبولیت‌ها دارای ارتوآمفیبول، آلبیت (با مقدار بیش‌تر از ارتوآمفیبولیت‌ها)، بیوتیت، کوارتز، کلسیت یا آراگونیت هستند. نمودار تغییرات Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 [۲۴] نشان می‌دهد که ترکیب سنگ‌مادر این آمفیبولیت‌ها بیشتر در گستره‌ی بازالت قرار دارد (شکل ۵ ت). براساس نمودار Zr/Ti نسبت به Nb/Y [۲۵] نیز، ترکیب سنگ مادر این آمفیبولیت‌ها بیشتر در گستره‌ی بازالت و بازالت قلیایی واقع است (شکل ۵ ث).

نمودارهای سری ماگمایی و نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و فرعی نسبت به MgO در شکل‌های ۶ و ۷ آورده شده است. بر اساس آن‌ها، ماگمای مادر آمفیبولیت‌های منطقه مورد بررسی بیشتر از یک نوع سری ماگمایی است. اکسید Fe_2O_3 روند مشخصی را نشان نمی‌دهد، به طوری که برخی از نمونه‌ها روند صعودی و برخی نیز روند نزولی دارند. K_2O یک سازنده‌ی بسیار متحرک است و از طرفی روند نزولی K_2O می‌تواند بیانگر حضور این عنصر در ترکیب کانی فلدسپار پتاسیم‌دار در مراحل نهایی تبلور ماگما باشد. اکسید MnO نیز روند مشخصی را نشان نمی‌دهد؛ در واقع، با افزایشMgO، باید اکسیدهای Fe_2O_3 و MnO روند صعودی داشته باشند، ولی از آنجاکه تغییرات آنها نامنظم است، به احتمال بسیار عوامل دیگری چون تبلور جدایشی، فرآیندهای دگرسانی و دگرگونی موثر بوده‌اند. با افزایش مقدار MgO، روند نزولی برای اکسید Na_2O دیده می-شود که کاهش Na_2O در نتیجه تبلور پلاژیوکلاز سدیم‌دار (آلبیت) است. روند P_2O_5 نسبت به MgO نزولی است. این امر به جدایش کانی آپاتیت در مراحل ابتدایی جدایش نسبت داده

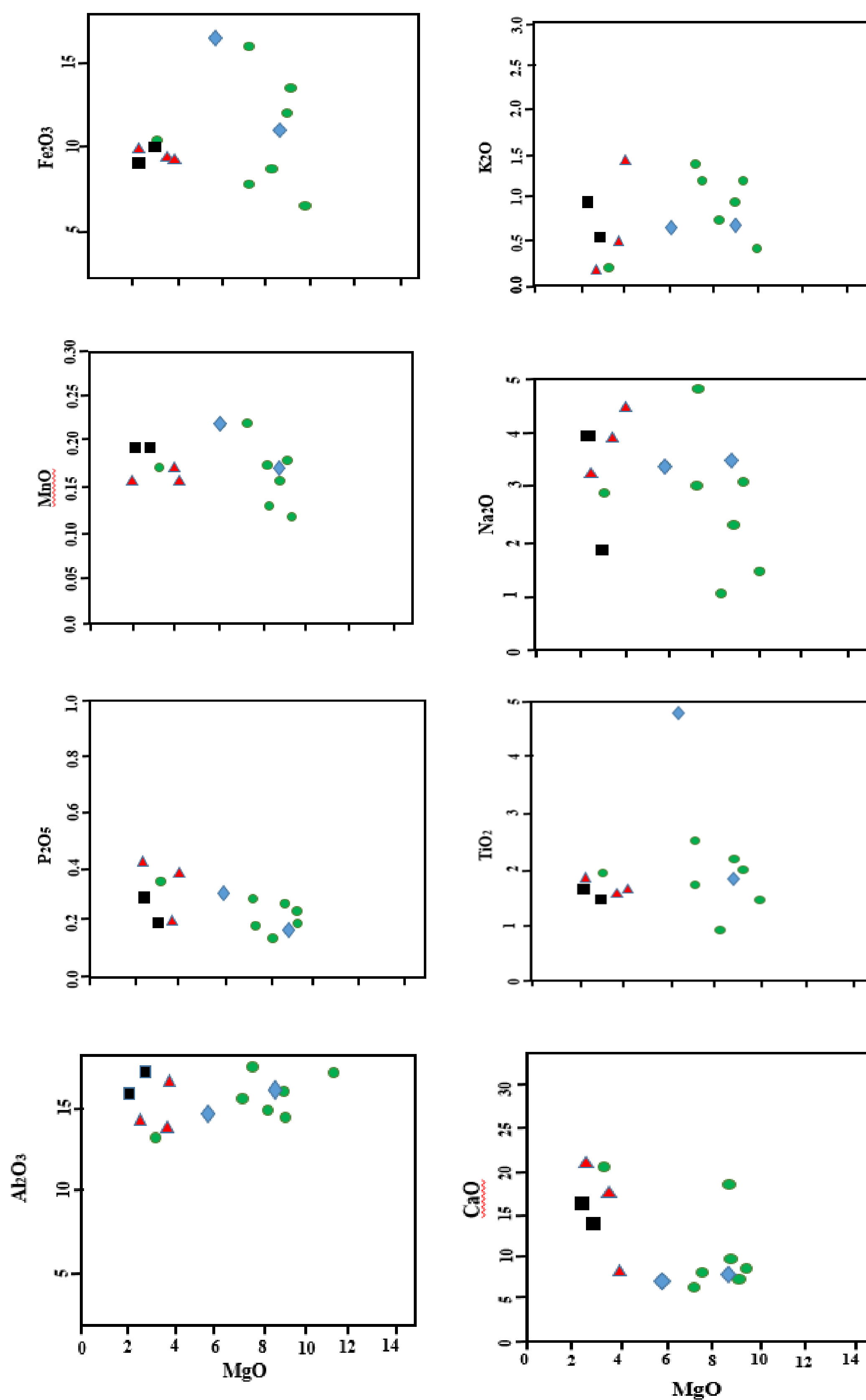
می‌شود. اکسید TiO_2 نیز روندی نزولی دارد که می‌تواند به علت جایگیری آن در ساختار کانی‌های فرومنیزین در مراحل اولیه تبلور جدایشی ماگما باشد. همچنین کاهش TiO_2 نیز می‌تواند به دلیل حضور کانی تیتانیت (اسفن) باشد. تیتانیوم در سنگ‌های آذرین بیشتر به صورت ایلمنیت ظاهر شده و این عنصر می‌تواند جایگزین آلومینیوم با عدد هم آرایی شش شده و در ساختار هورنبلند و بیوتیت، نیز ظاهر گردد. روند تغییرات Al_2O_3 نیز تقریبا صعودی است که می‌تواند به دلیل حضور این عنصر در ترکیب انواع پلاژیوکلازهای آلبیتی در مراحل پایانی تبلور باشد. کاهش CaO نیز می‌تواند در نتیجه‌ی حضور آن در تبلور پلاژیوکلازهای کلسیمی‌تر در مراحل اولیه‌ی تبلور و کاهش آن با پیشرفت تبلور جدایشی باشد، به عبارت دیگر می‌تواند به دلیل تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از قطب آنورتیت به قطب‌هایی با کلسیم پایین‌تر چون آلبیت در مراحل پایانی تبلور باشد (شکل ۶).



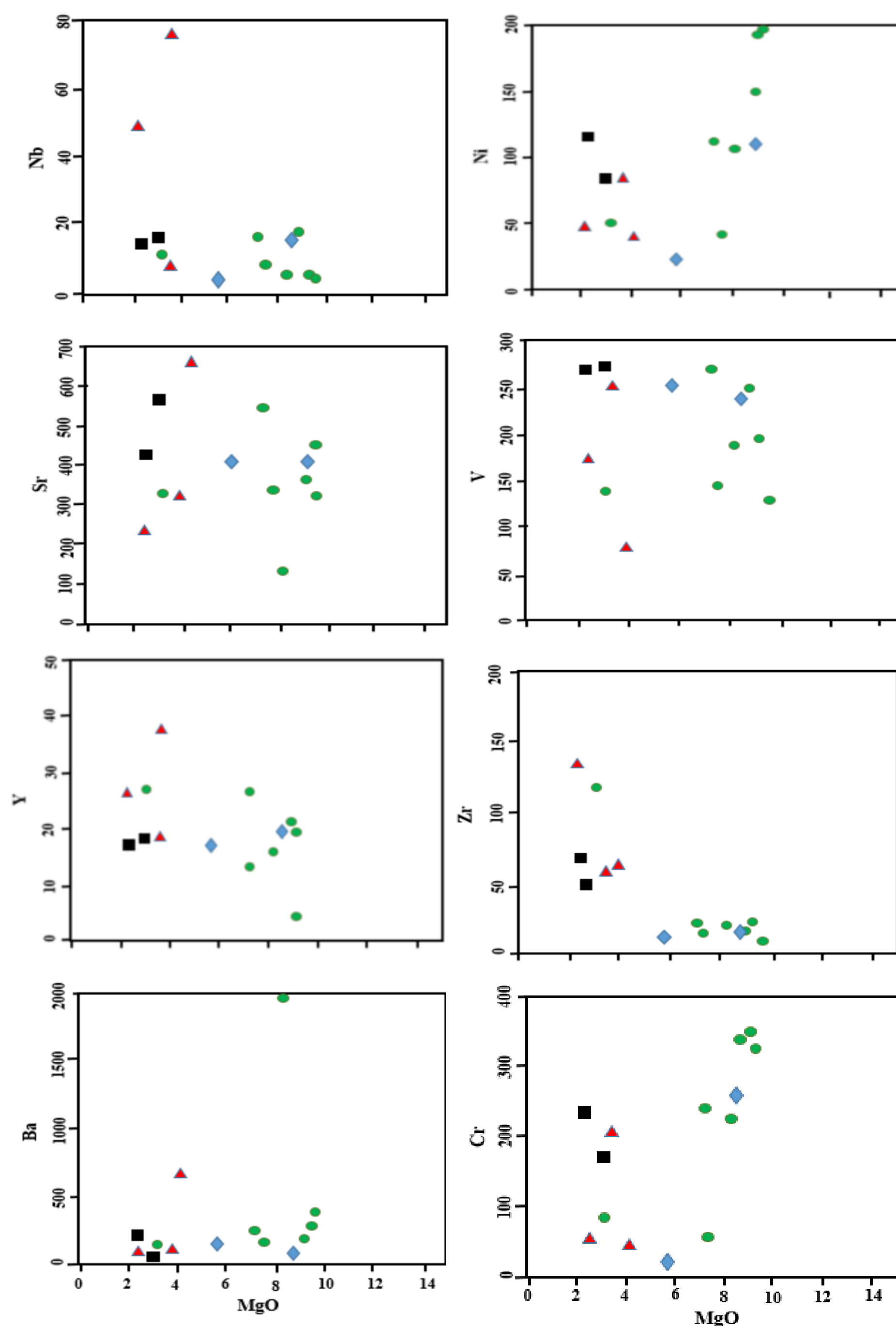
شکل ۵ الف) نمودار Na_2O/Al_2O_3 نسبت به K_2O/Al_2O_3 [۲۰] ، ب) نمودار Cr نسبت به TiO_2 [۲۱] و پ) نمودار MnO نسبت به TiO_2 [۲۲] برای تعیین نوع سنگ مادر آمفیبولیت های مورد بررسی. ت) نمودار تغییرات Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 [۲۴] و ث) Zr/Ti نسبت به Nb/Y [۲۵] برای تعیین ترکیب سنگ مادر نمونه های مورد بررسی.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.4.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.45]

[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.45]



شکل ۶ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به MgO برای آمفیبولیت‌های مورد بررسی. نشانه‌ها مشابه شکل ۵ هستند.



شکل۷ نمودارهای تغییرات عناصر فرعی نسبت به MgO برای آمفیبولیت های منطقه مورد بررسی. نشانه‌ها مشابه شکل ۵ هستند.

بررسی تغییرات عناصر فرعی نسبت به MgO (شکل ۷) نشان می‌دهد که Nb روندی نزولی دارد که می‌تواند به دلیل وجود احتمالی آن در ساختار آمفیبول و یا جایگرینی این عنصر با Ti در ساختار کانی‌هایی چون تیتانیت، روتیل، آمفیبول و گاهی آپاتیت باشد [۲۶]. عناصر Ni و V با افزایش MgO روندی صعودی دارند. از آنجا که این عناصر از فلزات غیر متحرک هستند و با شعاع یونی حدواسط جانشین آهن و منیزیم می‌شوند، در مراحل اولیه جدایش فراوان هستند و سپس با تبلور کانی‌های فرومنیزین از مقدار آنها کاسته می‌شود. به این ترتیب، نسبت Ni/ Mg در بلورهایی که در ابتدای جدایش ماگمایی تشکیل می‌شوند، بیشینه است و در کانی‌ها و سنگ‌هایی که سپس تشکیل می‌شوند، کاهش می‌یابد. عنصر Sr با افزایش

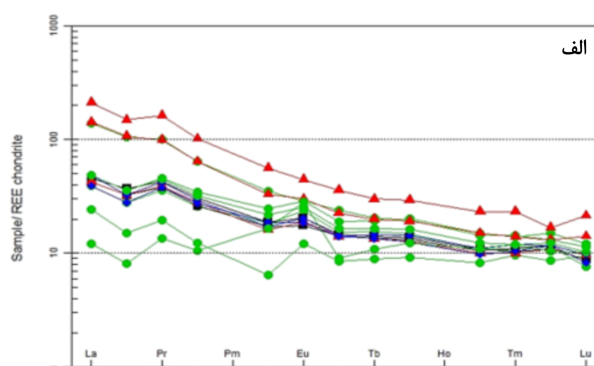
MgO روندی نزولی دارد. البته در حالت کلی، Sr عنصری ناسازگار و متحرک است و با کاهش مقدار MgO روندی افزایشی دارد که بیانگر افزایش غلظت آن در مراحل پایانی تبلور است. عنصر Ba نیز روندی صعودی را نشان می‌دهد. عنصر Cr با افزایش MgO روندی صعودی دارد. از آنجا که Cr از فلزات واسط و غیر متحرک است و با شعاع یونی حدواسط جانشین آهن و منیزیم می‌شود، در مراحل اولیه جدایش فراوان است و سپس با تبلور کانی‌های فرومنیزین از مقدار آن کاسته می‌شود (شکل ۷).

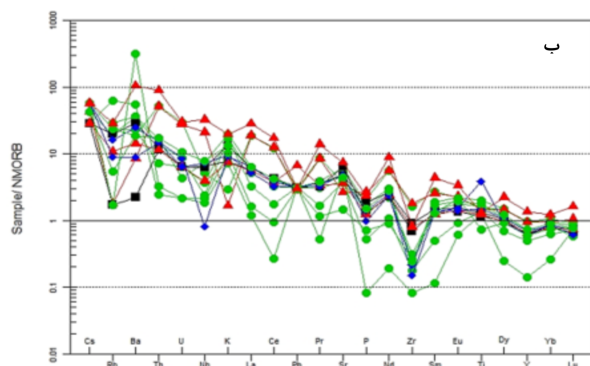
شیمی عناصر خاکی نادر و کمیاب

با توجه به نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت [۲۷]، نمونه‌های آمفیبولیتی مورد بررسی دارای الگوی به نسبت مشابه هستند و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند که بیانگر الگوهای بازالت‌های غنی شده‌ی نزدیک پشته‌های میان اقیانوسی هستند [۲۶]. در برخی از نمونه‌های مورد بررسی، ناهنجاری مثبت Eu به دلیل وجود پلاژیوکلاز بیشتر در این نمونه‌ها نسبت به نمونه‌های دیگر دیده می‌شود (شکل ۸ الف) [۲۸- ۳۰]. غنی شدگی زیاد عناصر خاکی نادر سبک به ویژه La و Nb، به احتمال بسیار می‌تواند به دلیل جدایش بلوری و در اثر کلینوپیروکسن‌های انباشته‌ای در سنگ مادر بازالتی و یا بیانگر آمفیبول‌های انباشته‌ای یا حتی حضور تیتانیت طی دگرگونی باشد [۳۰]. همچنین تهی‌شدگی عناصر خاکی نادر سنگین چون Yb به احتمال بسیار به دلیل وجود گارنت به عنوان فاز باقی مانده در خاستگاه گوشته‌ای است [۳۰]. تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده به NMORB [۳۱] نیز بیانگر غنی شدگی عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) است و بیشتر نمونه‌ها تقریبا از نظر ویژگی‌های زمین شیمیایی شبیه بازالت-های درون صفحه‌ای هستند (شکل ۸ ب).

موقعیت زمین‌ساختی

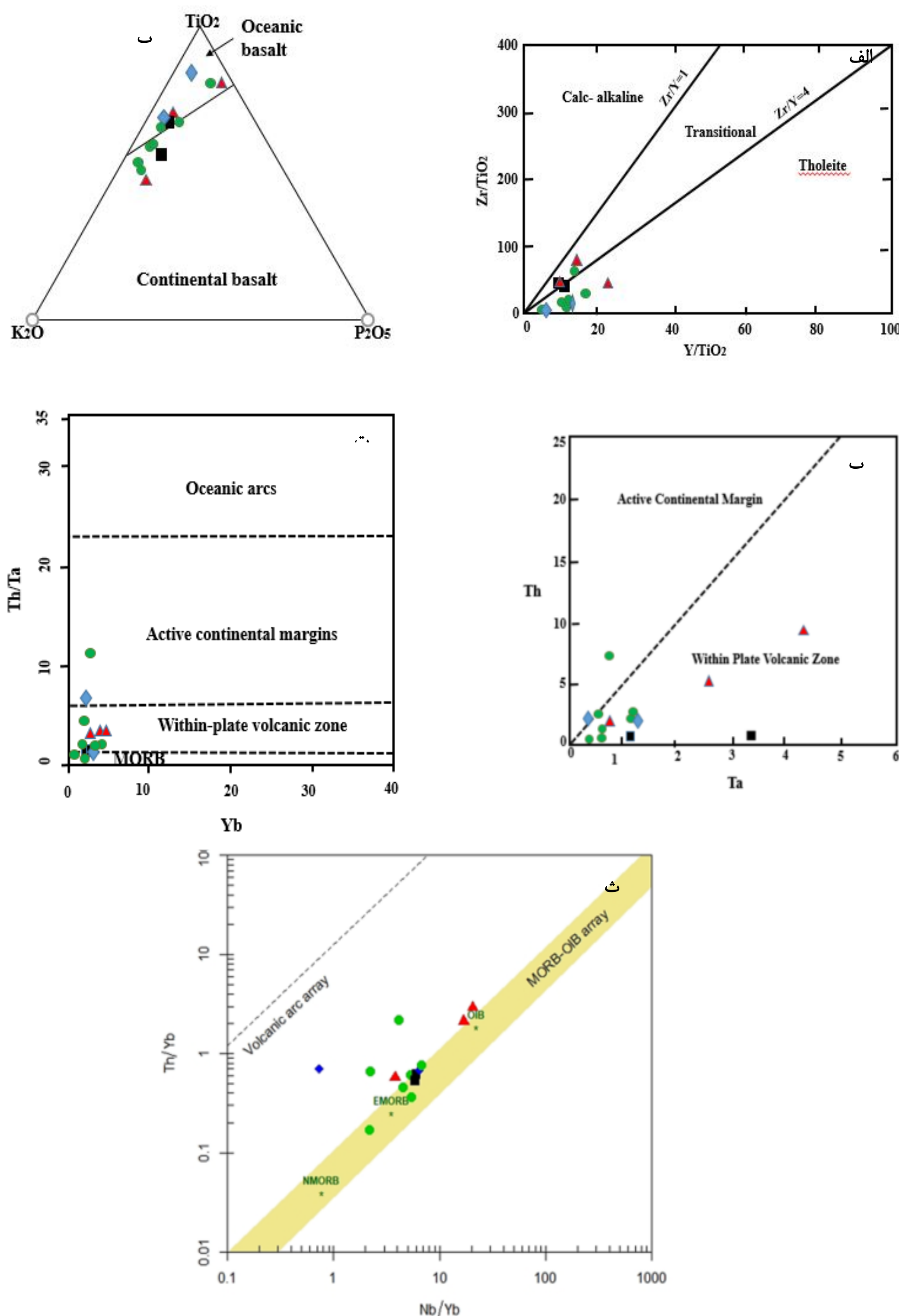
براساس نمودار Zr/TiO_2 نسبت به Y/TiO_2 [۳۲]، ماگمای خاستگاه سنگ مادر آمفیبولیت‌های مورد بررسی دارای ماهیت تولئیتی تا انتقالی است (شکل ۹ الف). همچنین برپایه نمودار مثلثی جداکننده بازالت‌های اقیانوسی از قاره‌ای [۳۳]، جایگاه بیشتر نمونه‌های آمفیبولیتی مورد بررسی از نوع بازالت‌های اقیانوسی است (شکل ۹ ب). نمودارهای تفکیک محیط زمین-ساختی ماگمایی به صورت نمودارهای تغییرات زمین شیمیایی هستند که در آن ماگماهای تولید شده در جایگاه‌های متفاوت زمین‌ساختی را می‌توان براساس ویژگی‌های زمین شیمیایی از هم تفکیک کرد [۳۴، ۳۵]. نمودارهای تفکیک کننده براساس عناصر کمیاب نسبت به نمودارهای براساس عناصر اصلی برای تعیین محیط زمین‌ساختی مجموعه‌ای از بازالت‌ها اعتبار بیشتری دارند، چرا که نمودارهای تفکیک کننده براساس عناصر اصلی همپوشی گسترده‌ای در شیمی عناصر اصلی بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی، بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی و تولئیت‌های حوضه پشت کمان دارند [۳۵].





شکل ۸ الف) نمودارهای تغییرات عناصر خاکی‌نادر و کمیاب بهنجار شده به الف) کندریت [۲۷] و ب) NMORB [۳۱] برای آمفیبولیت‌های مورد بررسی. نشانه‌ها مشابه شکل ۵ هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.4.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.45]



شکل ۹ الف) نمودار Zr/TiO_2 نسبت به Y/TiO_2 [۳۲] برای تعیین سری ماگمایی سنگ مادر آمفیبولیت‌های مورد بررسی، ب) نمودار سه تایی ($TiO_2–K_2O–P_2O_5$) [۳۳] برای تعیین خاستگاه بازالت‌ها، پ) نمودار Th نسبت به Ta [۳۴]، ت) نمودار Th/Ta نسبت به Yb [۳۵] برای تفکیک بازالت‌ها که براساس آن، بیشتر نمونه‌های آمفیبولیتی در گستره بازالت‌های مورب و مناطق آتشفشانی درون صفحه‌ای قرار دارند [۳۶]، ث) نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Yb [۳۷] و قرارگیری بیشتر نمونه‌ها در گستره‌ی EMORB، نشانه‌ها مشابه شکل ۵ هستند.

از این رو، برای تفکیک محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ مادر آمفیبولیت‌های مجموعه برافزایشی مکران از نمودارهای براساس عناصر کمیاب استفاده شد. بر پایه نمودار تفکیک کننده‌ی دوتایی Th نسبت به Ta [۳۴]، نمونه‌های آمفیبولیتی منطقه مورد بررسی در گستره‌ی زمین‌ساختی درون صفحه‌ای قرار دارند (شکل ۹ پ). همچنین براساس نمودار Th/Ta نسبت به

Yb [۳۶]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی مورب و مناطق آتشفشانی درون صفحه‌ای واقع هستند (شکل ۹ ت). در نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Yb [۳۷]، نیز نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی بازالت پشته‌های میان اقیانوسی نوع مورب غنی شده (EMORB) جایابی شده‌اند (شکل ۹ ث).

برداشت

مجموعه برافزایشی مکران براساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی شامل انواع آمفیبولیت‌های معمولی (جهت یافته و توده‌ای)، گارنت- پیروکسن آمفیبولیت، اپیدوت- گارنت آمفیبولیت و سنگ آهک دگرگون شده (مرمر) است. با توجه به نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت و NMORB، نمونه‌های آمفیبولیتی مورد بررسی دارای الگوی به نسبت مشابه بوده و به طور کلی دارای غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و همچنین در بعضی از نمونه‌ها دارای ناهنجاری مثبت Eu هستند. زمین شیمی آمفیبولیت ها نشان می‌دهد که این سنگ ها دارای خاستگاه آذرین با ترکیب بازالتی از نوع اقیانوسی هستند که از یک گوشته‌ی غنی شده شکل گرفته‌اند. همچنین آنها دارای سری تولئیتی تا انتقالی و از نظر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی شبیه بازالت های مورب و مناطق آتشفشانی درون صفحه‌ی اقیانوسی هستند.

قدردانی

بدین وسیله نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه لرستان و داوران محترم مجله برای ارائه نظرات سازنده، قدردانی می‌کنند.

مراجع

[1] Coutinho J., Kräutner H., Sassi F., Schmid R., Sen S., "*Amphibolite and Granulite*", Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version, (2007), 1-12.

[2] Matthes S., Kramer A., *Die Amphibolite und Hornblendegneise im mittleren Vor Spessart und ihre petrogenetische Stellung*", Neues Jahrbuch für Mineralogie (Journal of Mineralogy and Geochemistry), 88, (1955) 225-272.

[3] Oen I.S., *"Hornblendic rocks and their polymetamorphic derivatives in area NW of Ivigtut, south Greenland. Meddedel"*, Groenland, 6, (1962) 169-184.

[4] Bucher K., Frey M., *"Petrogenesis of Metamorphic Rocks (6th edn) "*, Springer Verlag: Berlin, (1994), 318p.

[5] Pearce J. A., "*Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts*", Journal of Petrology, 17 (1), (1976) 15-43.

[6] Farahat E. S., *"Geotectonic significance of Neoproterozoic amphibolites from the Central Eastern Desert of Egypt: A possible dismembered sub-ophiolitic metamorphic sole",* Lithos, 125 (1), (2011) 781-794.

[7] Mccall G.J.H., *"A summary of the geology of the Iranian Makran: Tectonic and Climatic Evolution of the Arabian Sea Region"*,Geological Society of London, 195, (2002) 147–204.

[8] Esmaeili R., Ao, S., Shafaii Moghadam H., Zhang Z., Griffin W. L., Ebrahimi M., Bhandari S., *"Amphibolites from makran accretionary complex record Permian-Triassic Neo-Tethyan evolution",* International Geology Review, (2021) 1-17.

[9] Dolati A., *"Stratigraphy, structural geology and low-temperature termochronology across the Makran accretionary wedge in Iran",* Diss ETH, No. 19151, (2010) 215p.

[10] Moghadam H.S., Stern R.J., *" Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites",* Journal of Asian Earth Sciences, 100, (2015) 31-59.

[11] McCall G., Kidd R., *"The Makran, Southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to Present",* Geological Society, London, Special Publications, 10(1), (1982) 387-397.

[12] Esmaeili R., Xiao W., Griffin W. L., Moghadam H. S., Zhang Z., Ebrahimi M., Bhandari S., *"Reconstructing the source and growth of the Makran accretionary complex: Constraints from detrital zircon U-Pb geochronology", Tectonics*, *39*(2), (2020), e2019TC005963.

[13] Burg J.P., *"Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation"*, Earth-Science Reviews, 185, (2018) 1210–1231.

[14] McCall G., *"A summary of the geology of the Iranian Makran"*, Geological Society, London, Special Publications, 195(1), (2002) 147-204.

[15] Hunziker D., *"Magmatic and Metamorphic History of the North Makran Ophiolites and Blueschists (SE Iran): "Influence of* Fe^{3+}/Fe^{2+} *Ratios in Blueschist Facies Minerals on*

and rhyodacitic rocks from Lake Tana and the Gimjabet-Kosober areas (North Center Ethiopia)", Journal of African Earth Science, 26, (1998) 119-134.

[29] Ying J., Zhang H., Sun M., Tang Y., Zhou X., Liu X., *"Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province, Western North China Craton: implication for magma mixing of different Source in anextensional regime"*, Lithos, 01566, (2007) 1-22.

[30] Rolinson H., "*Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*", Longman, (1993).

[31] Sun S., McDonough W., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes",* Geological society, London, Special Publications, 42, (1989) 313–345.

[32] Barrett T.J., MacLean W.H., *"Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems, in Volcanic Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Environments"*, (eds.) C.T. Barrie and M.D. Hannington; Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, 8, (1999) 101- 131.

[33] Pearce T.H., Groman B.E., Birkett T.C., *"The TiO_2–K_2O–P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts"*, Earth and Planetary Science Letters, 24, (1975) 419-426.

[34] Pearce J.A., Cann J.R., *"Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace tectonic setting in VMS environments",* Economic Geology, 97(3), (2002) 629– 642.

[35] Perfit M.R., Gust D.A., Bence A.E., Arculus R. J., Taylor S. R., *"Chemical characteristics of island arc basalts: Implications for mantle sources"*, Chemical Geology, 30, (1980) 227-256.

[36] Schandi E.S., Gorton M.P., *"Application of high; eld strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments",* Economic Geology, 97(3), (2002) 629–642.

[37] Pearce J.A. *"Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust",* Lithos, 1001–4, (2008) 14–48.

Geothermobarometric Calculations", ETH Zurich, Switzerland, Zürich (ETH-Zürich 364 pp), (2014).

[16] McCall G.J.H., *"The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran"*. Journal of Asian Earth Sciences, 15 (6), (1997) 517–531.

[17] McCall G., Kidd R., *"The Makran, Southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to Present"*, Geological Society, London, Special Publications, 10(1), (1982) 387-397.

[18] McCall G.J.H., *"Mélangesof the Makran, southeastern Iran"*, In: McCall, G.J.H. (Ed.), Ophiolitic and Related Mélanges, Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, (1983), 292–299.

[19] Kretz R., *"Symbols for rock-forming minerals"*, American Mineralogist, 68, (1983) 277-279.

[20] Garrels R.M., Mckenzie F.T., *"Evolution of Sedimentary Rocks"*, W.W, Norton New York, NY (1971).

[21] Leake B. E., "*The chemical distinction between ortho and para-amphibolites*", Journal of Petrology, 5, (1964) 238-254.

[22] Misra S.N., "*Chemical distinction of high grade ortho- and para-metabasite*", Norsk Geologisk Tidsskrift, 51, (1971) 311-316.

[23] Winter C., *"An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*", Prentice Hall, 697 pp, (2001).

[24] Middlemost E. A. K., *"Naming materials in the magma/igneous rock system"*, Earth Science Reviews, 37, (1994) 215-224.

[25] Pearce J. A., "*A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (eds) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration",* Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, (1996) 79-113.

[26] Wilson M., *"Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach"*, Springer, Dordrecht, (1989), 466p.

[27] Nakamura N., *"Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites"*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 38, (1974) 757e775.

[28] Abate B., Koeberl K., Buchanan P. C., Korner W., "*Petrography and geochemistry of basaltic*